

# 排水過程中土壤保水曲線於動態效應影響 之探討

## The Study of Dynamic Effect on the Soil Water Retention Curve During the Drainage

國立臺灣海洋大學  
應用地球科學研究所  
碩士班研究生

曾 燕 翔

Yen-Hsiang Tseng

國立臺灣海洋大學  
應用地球科學研究所  
副教授

邱 永 嘉\*

Yung-Chia Chiu

### 摘 要

未飽和層土壤為一複雜的多相流系統，欲對於層內之水文特性有所瞭解，首要目標即針對水力傳導係數進行測量。水力傳導係數主要透過靜態(static)下的土壤保水曲線(soil water retention curve)進行間接推估，然而，靜態下的保水曲線無法真實反應動態(dynamic)的現地環境。為瞭解動態效應對於土壤保水曲線的影響，本研究透過砂箱實驗，在排水的過程中，研析動態與靜態下所描繪土壤保水曲線的差異。實驗結果顯示，在同一飽和度(saturation)情形下，動態的保水曲線其毛細壓力將大於靜態的毛細壓力，隨著流速或水頭差增加時，其毛細壓力亦逐漸增加。動態因子會隨著飽和度增加而變小，亦會受到土壤顆粒大小的影響。經由本研究之成果得知，雖然動態效應所造成保水曲線差異的機制尚未完全釐清，其對土壤保水曲線的影響確實存在，未來在水力傳導係數量化分析時，動態效應需予以考慮。

**關鍵詞：**未飽和層，土壤保水曲線，毛細壓力，含水量，動態因子。

### ABSTRACT

Unsaturated zone is a very complicated multi-phase system. In order to understand the hydrological characteristics in the unsaturated zone, the primary object is to obtain the hydraulic conductivity. Previous studies showed that the hydraulic conductivity could be estimated based on the soil water retention curve. Traditionally, the soil water retention curve is obtained under static condition; however, the static condition does not apply to the field and the dynamic effects should be considered. In this study, a series of

\*通訊作者，國立臺灣海洋大學應用地球科學研究所副教授，20224 基隆市中正區北寧路 2 號，ycchiu@mail.ntou.edu.tw

laboratory experiments were performed to measure soil water retention curves during the drainage and to assess the significance of dynamic effects on the curves. The experimental results show that the water retention curves can be significantly differentiated under different flow and boundary conditions. At a given water content, the dynamic capillary pressure is higher than the static capillary pressure during the drainage and the difference increases with the increase of flux or head difference. Dynamic coefficient decreases as the increase of saturation, and depends on the grain size of porous media. Although the mechanisms of dynamic effects are unclear, their effects on the water retention curve cannot be ignored and should be considered when quantifying the hydraulic conductivities.

**Keywords:** Unsaturated zone, Soil water retention curve, Capillary pressure, Water content, Dynamic coefficient.

## 一、前言

未飽和層係指位於地下水位以上之土壤岩石，為一多相流系統(multiphase system)，層內除固相土壤岩石顆粒外，還包括充填於土壤顆粒孔隙中的水、溶質、非水相溶液(non-aqueous phase liquid, NAPL)以及空氣。由於接近地表，受降雨及蒸發散的外部動態營力影響甚為劇烈，亦為地下水入滲必經的區域，因此，在水循環中扮演極為重要的角色。在此一多相態系統內，孔隙中流體的流動不僅因土壤飽和程度不同而受到影響，隨著溫度的變化及溶質組成的不同，其流動特性也隨之改變；孔隙中的水除了含有不同濃度之溶質外，不同溶質間的相互反應及其與周遭土壤顆粒間之吸附反應(absorption)也因土壤顆粒組成之不同而有所不同(Nielsen *et al.*, 1972)。此外，未飽和層中的流體因毛細壓力(capillary pressure)現象，在排水(drainage)與注水(imbibition)的過程中，有遲滯現象(hysteresis effect)的產生，使得未飽和層中流體的流動難以預測。上述未飽和層內之各種現象，造就了極其複雜之物理與化學反應環境，也使得未飽和層內流體特性與污染傳輸機制至今仍無法完全釐清。

未飽和層水力傳導係數為控制未飽和層土壤內流體流動機制之重要參數，因此，欲對於未

飽和層內之水文特性有所瞭解，首要目標即針對水力傳導係數進行測量。過往的研究指出，在獲得水力傳導係數時，大部分均透過土壤保水曲線(soil water retention curve)進行間接推估。土壤保水曲線為土壤含水量(或飽和度)與毛細壓力間之關係，通常透過實驗測得，將實驗數據進行量化的過程中大部分的系統皆處於平衡狀態。然而對於平衡狀態下所描繪的土壤保水曲線是否能夠充分的代表未飽和層之遲滯效應仍有待考慮。事實上，過去有多位學者的研究指出，除了遲滯現象外，毛細壓力與含水量間之關係並非唯一，經由平衡狀態下所得到之土壤保水曲線稱之為靜態土壤保水曲線，在僅考慮靜態下之保水曲線時，土壤中毛細壓力之變化行為與真實系統之表現有著顯著的差異，亦無法真實反映現地的實際情形，由於瞬態邊界條件的不同所造成的飽和度改變，將對整個系統造成不可忽略的影響，例如：降雨事件強度的不同，將造成土壤中飽和度改變速率的不同，進而影響未飽和層內多相流體間的傳輸行為(Kalaydjian, 1992; Mantney, 2006)；在進行未飽和層土壤整治時，整治行為的差異(抽氣或抽水)將影響整治成效，進而影響整治行為的成功與否；在進行二氧化碳封存或二次石油開採回收時，注入 CO<sub>2</sub> 或水於深部地下含水層中之壓力變化，將影響封存量或原油回收率評估上的差

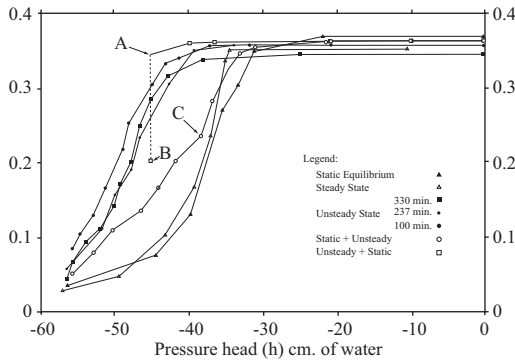


圖 1 靜態、穩態與瞬態狀態下的土壤保水曲線(摘自 Topp 等人, 1967)。

異。由上述的案例當中可以發現，僅依據傳統靜態條件下所獲得的多相流體間毛細壓力和飽和度關係，而未將動態效應(dynamic effect)所造成的影響納入考量，其分析結果與真實系統所表現的行為間，預期將有很大的落差。

最早提出保水曲線並非唯一的研究為 Mokady 與 Low (1964)，他們的研究指出，考慮動態效應下所獲得的保水曲線與靜態下的保水曲線有明顯的差異。Topp 等人於 1967 年利用砂箱實驗探討靜態(static)、穩態(steady state)與瞬態(transient)狀態下的土壤保水曲線，其研究發現瞬態狀態下之含水量變化率會影響保水曲線的變化(圖 1)。Smiles 等人(1971)同樣透過砂箱進行實驗，研究結果顯示，在濕潤過程中所得之保水曲線間並未有明顯的差異，但第一濕潤曲線與後續之濕潤曲線間有著 7 cm 以上的差距。Vachaud 等人(1972)與 Stauff (1978)進行了相似的垂直方向上砂箱排水實驗，實驗結果指出，瞬態下的毛細張力高於靜態下之毛細張力，而 Stauff (1978)也是首次提出動態效應下的未飽和層相對水力傳導係(kr)與飽和度(S)間之關係(kr-S)。Hassanizadeh 與 Gray 於 1990 及 1993 年藉由熱力學定律推导出動態與靜態毛細壓力間之關係，是首位提出土壤保水曲線除了與過去之歷史狀態有關外，亦與土壤中孔隙水的重新分佈及含水量變化率息息相關。

為更進一步探討與分析動態效應對於土壤

保水曲線所產生的影響，並針對其理論基礎做更進一步的解釋，本研究將透過大尺度室內砂箱實驗進行動態效應下土壤保水曲線之探討，經由時域反射儀(time domain reflectometry, TDR)、土壤張力計、流量控制器及定水頭連通管之裝設，建立室內砂箱設備，透過邊界條件的改變及土壤粒徑大小的更換，探討毛細壓力、土壤飽和度、含水量變化率及動態因子間之相關性。

## 二、原 理

### 2.1 靜態與動態毛細壓力

在描述未飽和層(多相流體)中的孔隙介質流時，毛細現象(capillary)扮演極為關鍵的角色，由於其背後之物理機制非常複雜，至今尚未有一完整的理論足以支持毛細壓力在多相流體中之變化。目前為止，最為廣泛使用之經驗公式主要由 Bear 與 Verruijt 於 1987 年所提出，針對毛細壓力與土壤飽和度間之關係進行量化(式 1)：

$$P^{nw} - P^w = P^c = f(S) \dots\dots\dots (1)$$

式中， $P^{nw}$  與  $P^w$  分別為非濕潤相液體與濕潤相液體的平均壓力， $P^c$  為毛細壓力， $S$  則為濕潤相液體的飽和度。土壤在吸水與排水過程中，由於其行為與過去之歷史狀態有關，所得到的吸水與排水曲線並不會相同，因此稱之為遲滯效應。在進行吸水與排水曲線描繪或遲滯效應實驗時，通常都在平衡的狀態下進行量測，因此稱之為靜態遲滯效應(static hysteresis)，並未考慮飽和度變化率(rate of change of saturation)。

在考量動態效應下之飽和度變化率，Hassanizadeh 與 Gray (1990)及 Kalaydjian (1992)首先藉由熱力學與微觀多相流體方程式之體積平均觀點，提出靜態與動態條件下毛細張力之差異，並將式 1 改寫如下：

$$P^{nw} - P^w = P_c^{static} - \tau \left( \frac{\partial S_w}{\partial t} \right) \dots\dots\dots (2)$$

式中， $P_c^{static}$  為靜態時的毛細壓力， $\tau$  為動態因子(dynamic coefficient)， $S_w$  為飽和度。動態因子非一定值，為飽和度的函數， $\partial S_w / \partial t$  則為飽和度隨

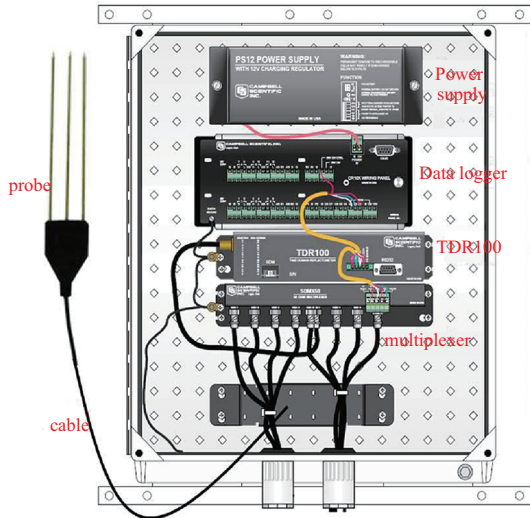


圖 2 TDR 設備配置圖。

時間的變化率。Hassanizadeh 等人(2002)指出，假設  $\tau$  為一正值，在排水的過程中，飽和度隨時間的變化率會小於零，動態毛細壓力大於靜態毛細壓力；在注水的過程中，飽和度隨時間的變化率將大於零，此時動態毛細壓力則會小於靜態毛細壓力。

## 2.2 時域反射儀

TDR 為一種非破壞性的地球物理量測方法，起初使用於農業及田地調查使用，近年來廣泛使用於大地工程上。TDR 系統乃使用一訊號產生器產生階躍式脈衝電磁波(20 kHz~1.5 GHz)，當電磁波碰到待測介質時，即產生一回彈訊號被訊息採樣器接收，藉由分析回彈後的訊號，可獲得待測介質之電學特性。TDR 傳輸為一維波傳問題，傳輸之電磁波侷限於傳輸同軸電纜與金屬感測器間。本研究所使用之 TDR 設備為 Campbell Scientific 公司所生產的 TDR100，整個系統包括電壓產生器 (pulse generator)、訊息採樣器 (sampler)、示波器 (sampling oscilloscope)、同軸電纜 (coaxial cable) 及金屬探頭 (probe)。目前商業化之 TDR 儀器設備，已將電壓產生器、訊息採樣器及示波器進行結合，TDR100 所搭配的探頭為三根式，本研究所選用的探頭長度為 15 cm，其

設備配置如圖 2。

TDR 量測土壤體積含水量之主要原理乃經由量測土壤總和介電常數 (dielectric constant) 而推得土壤之含水量，當土壤含水量有微量變化時，將造成土壤總和介電常數快速增大，經由量測介電常數之差異，將可推得土壤體積含水量。介電常數主要經由判讀反射波型之視長度 (apparent length,  $L_a$ ) 而求得，所得到之介電常數稱之為視介電常數 (apparent dielectric constant)，其原理可經由下列方程式推導出：

$$\epsilon_a = \left( \frac{ct}{2L} \right)^2 \dots\dots\dots (3)$$

式中， $\epsilon_a$  為視介電常數， $c$  為光速， $L$  為感測器長度， $t$  為波往返傳遞時間。視長度之定義：

$$L_a = \frac{ct}{2} \dots\dots\dots (4)$$

將式(4)代入式(3)將可得到式(5)如下：

$$\epsilon_a = \left( \frac{L_a}{L} \right)^2 \dots\dots\dots (5)$$

式(5)中，由於探頭長度為已知值，因此只需獲得視長度之值，即可求取介電常數。視長度之值主要是經由判讀 TDR 示波器所得到之時域反射波形圖而得到，目前視長度之判斷大多已使用計算軟體進行判讀，以減少人為的誤判並增加分析之效率。

土壤之介電常數主要受到含水量、土壤顆粒、溫度、含鹽度、孔隙率等影響，利用介電常數與土壤含水量之經驗迴歸公式，找尋兩者間之相互關係，即可求得所對應之土壤體積含水量 ( $\theta$ )。最為著名的公式為 Topp 於 1980 年發表的迴歸公式：

$$\theta = 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_a^3 - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_a^2 + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_a - 0.053 \dots\dots\dots (6)$$

## 三、實驗設計

為瞭解動態條件下對於土壤保水曲線之影響，本研究透過室內砂箱實驗進行探討，經由不

表 1 砂箱實驗所使用地質材料之基本物理特性

地質材料	石英砂	大陸砂
粒徑(mm)	0.1-0.21	0.25-0.5
孔隙率(%)	38-40	35-38
主要成分	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> , CaCO <sub>3</sub>
水力傳導係數(m/s)	$2.3 \times 10^{-5}$	$10^{-4}$

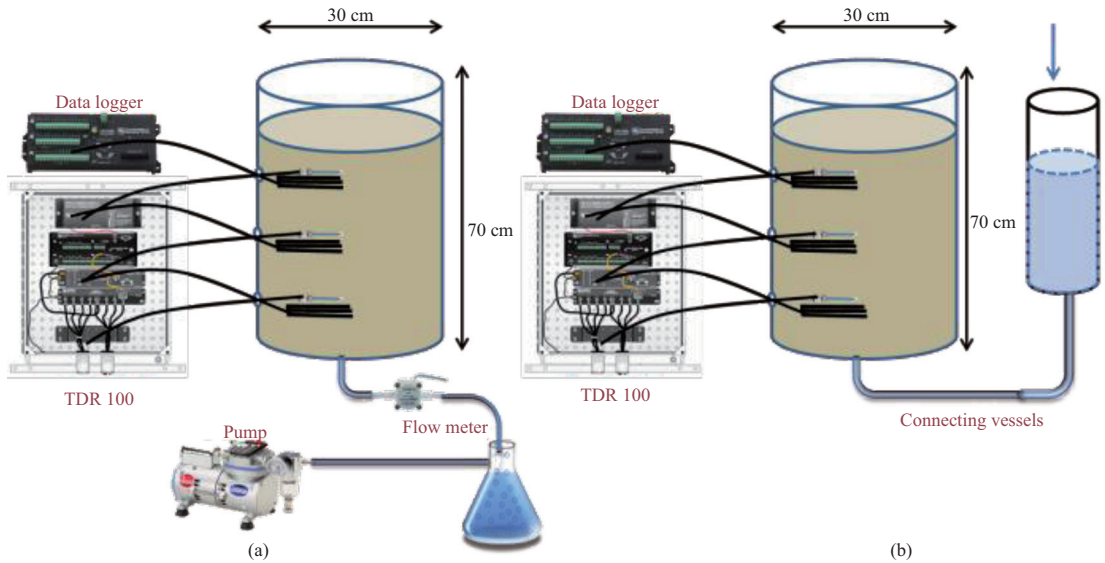


圖 3 砂箱儀器配置示意圖：(a)流量計控制，(b)水頭控制。

同邊界條件設定及不同土壤粒徑組成，推導靜態與動態毛細壓力、土壤飽和度及飽和度變化率間之關係。本研究所設計之砂箱實驗配置如圖 3，包括砂箱主體、TDR 與 TDR 多工擴充器、土壤張力計、資料記錄器、流量控制器、定水頭連通管及真空抽氣馬達。實驗所使用的 TDR 多工擴充器為 Campbell Science 所生產的 SDMX50，所使用的張力計為 Umweltanalytische Mess-Systemeene (UMS)公司所生產的 T5，所使用的資料記錄器為 Campbell Science 所生產的 CR1000。砂箱主體直徑 30 cm、高度為 70 cm，為避免 TDR 所接收之電磁波受金屬材料的干擾，影響量測數據，因此材質方面選用透明壓克力材質。為模擬現地環境中不同土壤粒徑可能造成的差異，本研

究選用的地質材料為大陸砂與石英砂，其基本的物理與水文特性如表 1。

砂箱實驗的過程中，主要透過不同邊界條件設定進行砂箱的排水，而本研究中邊界條件的改變可分為兩種方式：(1)砂箱底部連接流量控制器(圖 3a)，透過流量控制器計控制砂箱內水的流出量，比較不同流速之下保水曲線間的差異，(2)砂箱底部連接水頭控制閥(圖 3b)，以連通管原理的方式調整不同的水頭差達到排水過程，比較不同水頭差之下保水曲線間的差異。於砂箱側邊三個不同深度(25、40、55 cm)埋設 15cm TDR 探頭及張力計，分別紀錄各深度之土壤體積含水量與毛細壓力。以下將針對兩種不同邊界條件設定與實驗流程進行簡介。

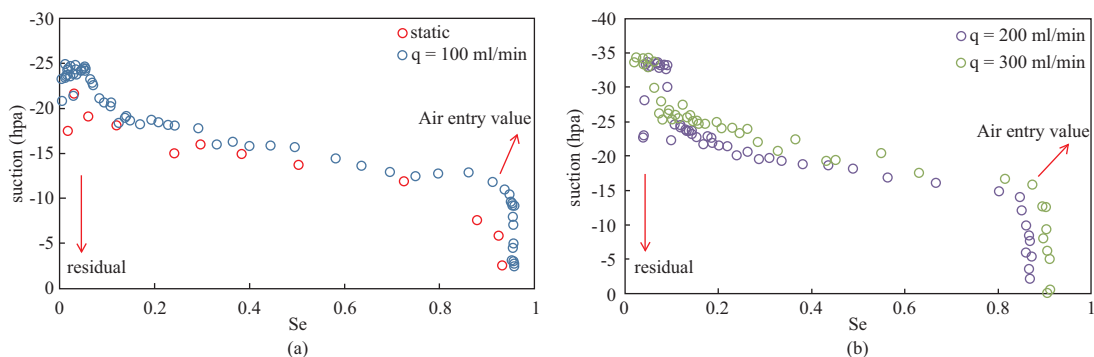


圖 4 石英砂流量控制排水實驗結果：(a)靜態與流速 100 ml/min，(b)流速 200 ml/min 與 300 ml/min。

### 3.1 流量控制排水實驗

以流量控制排水的實驗中，砂箱內部初始狀態為飽和，在描繪靜態條件下的保水曲線時，每一次排出固定的水量，靜待數小時至數天以確保達到平衡後，再進行下一次的定量排水。在描繪動態條件下的保水曲線時，依照所設定之流量進行連續性地排水，本實驗所設定流量計的排水流量( $q$ )分別為每分鐘 300、200、100 毫升。在排水過程中，無法再經由重力排水時，砂箱內的水即視為殘餘含水量。

### 3.2 水頭控制排水實驗

以連通管控制排水的實驗中，砂箱內部初始狀態亦為飽和，在描繪靜態條件下的保水曲線時，連通管每次下降一定高度後(3–5 cm)，靜待數小時至數天以確保達到平衡之後，再下降至下一個設定高度。在描繪動態條件下的保水曲線時，依照所設定之水位差一次性的降低連通管的高度，本實驗所設定的水位差分別為 178、128、64 cm 及 48 cm。

## 四、實驗結果

### 4.1 流量控制排水實驗結果

以石英砂為地質材料，透過流量計控制邊界條件變化所描繪出的保水曲線如圖 4，X 座標為有效飽和度( $S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r}$ ， $S_r$  為殘餘飽和度)，Y 座標為毛細壓力(以 suction 表示之)。由圖 4a 中可

以看出，靜態與動態( $q = 100$  ml/min)條件下保水曲線間有著顯著的差異，在同一飽和度下，動態條件下之毛細壓力大於靜態條件下之毛細壓力。在流量為每分鐘 100 毫升的情形下，可明顯的觀察到空氣置換壓力值(air-entry value)為 -15 hpa，而在靜態條件下，可能由於所設定的固定排出水量過大，導致空氣置換壓力不易判讀，但依然可由圖中的含水量變化趨勢研判靜態條件下之空氣置換壓力小於動態條件的置換壓力值。

圖 4b 為動態條件下每分鐘 200 與 300 毫升排水實驗所得到的保水曲線，由圖中依然可以看出兩條保水曲線有著顯著的差異，在同一飽和度下，流速 300 毫升的保水曲線其相對應的毛細壓力亦會大於流速 200 毫升的毛細壓力。此外，流速 300 毫升的殘餘含水量高於流速 200 毫升的殘餘含水量；流速 300 毫升的空氣置換壓力亦大於流速 200 毫升的空氣置換壓力。

### 4.2 水頭控制排水實驗結果

以石英砂為地質材料，透過連通管原理製造不同水位差的邊界條件所描繪出的保水曲線如圖 5 所示。由圖中可以觀察得知，靜態條件下的保水曲線明顯的與動態條件下的保水曲線不同，在同一飽和度下，靜態保水曲線其所對應之毛細壓力小於動態保水曲線的毛細壓力，且靜態條件下的殘餘含水量略低於動態下的殘餘含水量。進一步觀察不同邊界條件下動態保水曲線間之差異，在同一飽和度下，水頭差越大時，其毛

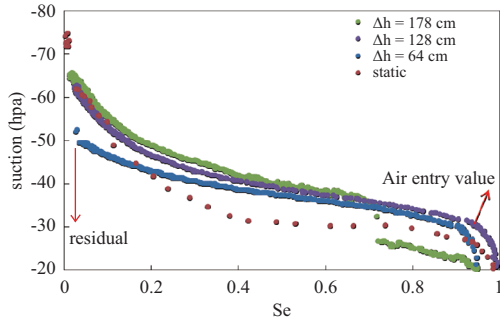


圖 5 石英砂水頭控制排水實驗結果。

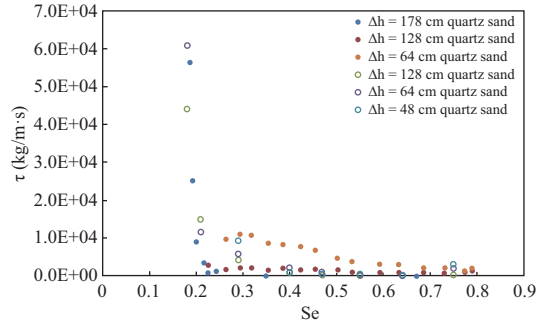


圖 6 動態因子與飽和度關係圖。

細壓力越大，由圖中可以看出，當水頭差為 178 公分時，有最大的毛細壓力，其次為水頭差 128 公分，最小則為水頭差 64 公分。在殘餘含水量方面，由於重力排水的關係，導致水頭差 64 公分時所產生的壓差條件不足，以至於無法將砂箱內的水完全排出，使得其殘餘含水量有略高於水頭差為 178 與 128 公分的殘餘含水量。

### 4.3 動態因子計算

為了對動態條件下之保水曲線有更深入的了解，本研究根據 Hassanizadeh 與 Gray (1990) 所提出的動態與靜態毛細壓力關係式(式 2)進行動態因子的量化分析。在進行連通管排水實驗時，除了以石英砂為地質材料外，亦使用大陸砂分別進行水頭差為 128、64 及 48 公分的動態實驗。在考量資料完整性之情形下，選用水頭控制實驗之結果進行動態因子的計算。依據式 2，由於動態與靜態的毛細壓力已經由實驗得知，因此僅需計算飽和度隨時間的變化率，即可求出不同飽和度情形下之動態因子。飽和度隨時間的變化速度計算乃依據靜態實驗中所量測的飽和度值，找尋其相對應至動態實驗中保水曲線所量測到的飽和度值，再以兩個飽和度值變化所需要的時間進行計算。圖 6 為砂箱上方位置在排水時動態因子與飽和度之關係圖，Y 座標為動態係數 ( $\tau$ )，X 座標則為有效飽和度。整體而言，不論在何種邊界條件設定或不同地質材料條件下，動態因子會隨著飽和度增加而有遞減的趨勢，當飽和

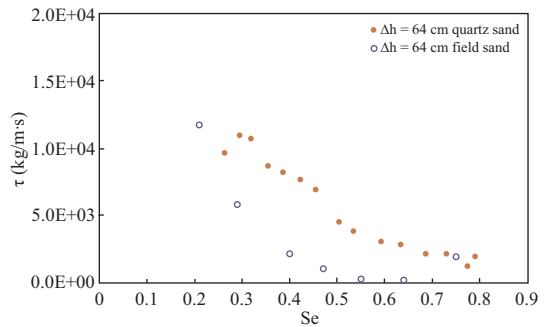


圖 7 石英砂與大陸砂之動態因子比較。

度介於 0.2-0.3 時，動態因子達到最大值，介於  $1 \times 10^4 - 6 \times 10^4 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$  之間。隨著飽和度的上升，動態因子逐漸降低，當飽和度大於 0.5 時，動態因子會慢慢趨於穩定，其值約介於為  $2 \times 10^3 - 3 \times 10^3 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$ 。進一步分析可以發現，當飽和度介於 0.3-0.8 之間，不論是使用石英砂或大陸砂，邊界水頭差異較小時(水頭差為 64 與 48 公分)，飽和度變化對於動態因子之影響較為顯著，動態因子自  $1 \times 10^4 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$  降低至  $2 \times 10^3 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$ ；邊界水頭差異較大時(水頭差為 128 公分)，動態因子則較不受飽和度變化之影響，動態因子約為  $2 \times 10^3 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$ 。

為探討土壤顆粒組成對於動態因子之影響，將相同邊界條件設定下，使用石英砂與大陸砂所獲得之保水曲線進行比較，結果如圖 7 所示。在同一飽和度下，水頭差皆為 64 公分的動態條件時，石英砂之動態因子皆明顯高於大陸砂

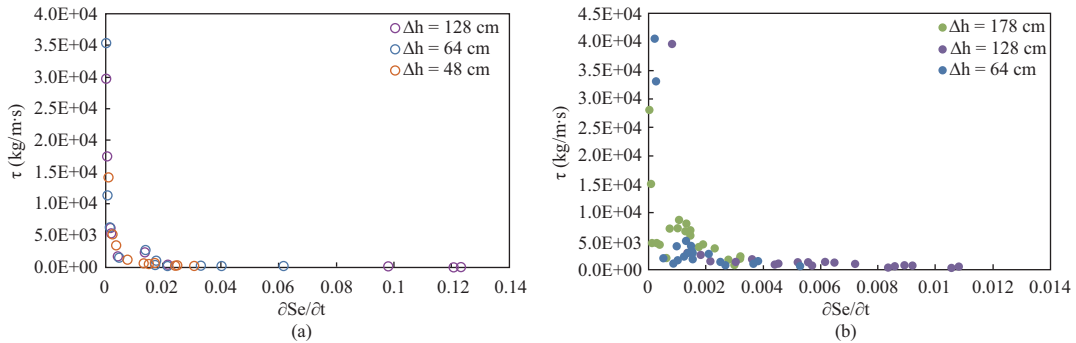


圖 8 動態因子與飽和度隨時間的變化率關係圖：(a)大陸砂、(b)石英砂。

之動態因子，顆粒較細的石英砂(石英砂粒徑為 0.10-0.21 mm)其動態因子較大陸砂大(大陸砂粒徑為 0.25-0.50 mm)。

圖 8 為石英砂與大陸砂在不同水頭差進行排水的情況下，動態係數與飽和度隨時間的變化速率之關係，由圖 8a 中可觀察得知，以大陸砂為實驗材料，在水頭差 128 公分、64 公分與 48 公分所計算之動態係數會隨著飽和度隨時間變化率增加而逐漸降低，在飽和度變化率小於 0.02 時，可得到最大之動態係數值。由圖 8b 中可觀察得知，以石英砂為實驗材料，動態係數亦會隨著飽和度隨時間變化率增加而逐漸降低並趨近一穩定值，在飽和度變化率小於 0.002 時，同樣可計算到最大之動態係數值。由上述所得到之結果可發現，在低飽和度及接近飽和時，飽和度隨時間之變化率最小，所相對應的動態係數則達到最大，此結果也說明動態係數隨飽和度分佈的關係中，在低飽和度及高飽和度時，所得到之動態係數會大於中飽和度(0.2-0.8)所計算之動態係數(圖 6 與 7)。

## 五、結論

本研究透過實驗室砂箱實驗量測土壤保水曲線並比較動態與靜態下所描繪土壤保水曲線的差異。砂箱內埋設 TDR 及張力計，分別量測含水量及毛細壓力，藉由流量與水頭控制製造不同的動態邊界條件進行砂箱的排水過程。實驗結果顯示，同一土壤顆粒組成，在不同流速及邊界

條件設定下，確實會造成保水曲線間之差異。在給定含水量情形下，靜態下的保水曲線其毛細壓力將小於動態下的毛細壓力，流速較慢或水頭差較小時其毛細壓力亦較小。動態因子量化分析結果顯示，動態因子會隨著飽和度的變化而有所不同，動態因子會隨著飽和度增加而變小且逐漸趨於穩定值。土壤顆粒組成亦是影響動態因子的要素之一，顆粒較細的石英砂其動態因子較粗顆粒大陸砂大。經由本研究之成果得知，動態效應對土壤保水曲線的影響確實存在，雖然其影響機制還無法完全釐清，但藉由動態因子的分析，未來在探討土壤保水曲線時，動態效應的影響將可被量化的納入考慮之中。

## 六、參考資料

1. Bear, J. and Verruijt, A., Modeling groundwater flow and pollution. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, The Netherlands, 1987.
2. Hassanizadeh, S. M. and Gray, W. G., Mechanics and thermodynamics of multiphase flow in porous media including interphase boundaries, *Adv. Water Resour.*, 13, pp. 169-186, 1990.
3. Hassanizadeh, S. M. and Gray, W. G., Thermodynamic basis of capillary pressure in porous media, *Water Resour. Res.*, 29, pp. 3389-3405, 1993.
4. Hassanizadeh, S. M., Celia, M. A. and Dahle, H. K., Dynamic effect in the capillary pressure.–



- saturation relationship and its impacts on unsaturated ow. *Vadose Zone J.* 1, pp. 38-57, 2002.
5. Mokady, R. S. and Low, P. F., The tension–moisture content relationship under static and dynamic conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 28, pp. 583-584, 1964.
  6. Nielsen, D. R., Jackson, R. D., Cary, J. W. and Evan, D. D., *Soil Water*, American Society of Agronomy, Madison, Wisc., 1972.
  7. Smiles, D. E., Vachaud, G. and Vauclin, M., A test of the uniqueness of the soil moisture characteristic during transient, non-hysteretic flow of water in a rigid soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, pp. 535-539, 1971.
  8. Stauffer, F., Time dependence of the relations between capillary pressure, water content and conductivity during drainage of porous media. p. 3.35.–3.52. In Conf. on Scale effects in Porous Media, Thessaloniki, Greece. 29 Aug.–1 Sept. 1978. Int. Assoc. Hydro-Electr. Eng. Res., Madrid, Spain., 1978.
  9. Stauffer, F., Time dependence of the relations between capillary pressure, water content and conductivity during drainage of porous media, paper presented at Symposium on Scale Effects in Porous Media, IAHR, Thessaloniki, Greece., 1978.
  10. Topp, G. C., Klute, A. and Peters, D. B., Comparison of water content- pressure head data obtained by equilibrium steady- state and unsteady- state methods, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, pp. 312-314, 1967.
  11. Topp, G. C., Davis, J. L. and Annan, A. P., Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, 16, pp. 574-582, 1980.
  12. Vachaud, G., Vauclin, M. and Wakil, M., A study of the uniqueness of the soil moisture characteristic during desorption by vertical drainage. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36, pp. 531-532, 1972.

收稿日期：民國 105 年 4 月 26 日

修正日期：民國 105 年 7 月 21 日

接受日期：民國 105 年 8 月 21 日